©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Geologisch-morphologische Untersuchungen im westlichen oberösterreichischen Grundgebirge

Von Therese Pippan

Mit einer Karte

(Vorgelegt in der Sitzung am 2. Juni 1955)

Einleitung.

Das Untersuchungsgebiet umfaßt den westlichen Abschnitt des oberösterreichischen Grundgebirges. Es wird durch Böhmerwald, Gr. Mühl, Donautal bis Aschach, Eferdinger Becken, SW-Rand des Grundgebirges bis Schärding, Inntal bis Passau, Donautal bis Engelhartszell und deutsche Grenze bis Schwarzenberg begrenzt.

Dieser Teil des Böhmischen Massivs wurde bisher noch nicht im Zusammenhang untersucht. Über das Gebiet links der Donau von der Gr. Mühl bis zur deutschen Grenze liegen mit Ausnahme des Böhmerwaldes keine morphologischen und nur lückenhafte geologische Untersuchungen vor. Dasselbe gilt vom mittleren und nördlichen Teil des Sauwaldplateaus. Die Studie von F. Bsteh (1) über das Donautal beschränkt sich größtenteils auf das Terrassenproblem, wobei verschiedene eindeutige Talbodenreste unberücksichtigt bleiben. Die Beobachtungen und Untersuchungsergebnisse H. Kinzls (15) im Aschachdurchbruch konnten weitgehend bestätigt werden. Auch mit den Forschungen H. Kohls (18) im mittleren und J. Zötls (36) im östlichen Mühlviertel ergab sich gute Übereinstimmung. Die geologischen Daten wurden weitgehend zur Klärung der morphologischen Probleme herangezogen. Besondere Beachtung fanden die in diesem Gebiet noch kaum erforschte Block- und Grusbildung und der petrographisch bedingte Formenschatz. Das ausgezeichnete Blatt der geologischen Karte Linz—

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Eferding von J. Schadler bot eine wichtige Grundlage der Untersuchungen, doch reicht es nur in den SE-Abschnitt des Forschungsgebietes herein. Für das übrige Areal bot die von Herrn Dr. J. Schadler gezeichnete und mir freundlich zur Verfügung gestellte, als Lichtpause vorliegende „Geologische Übersichtskarte des kristallinen Grundgebirges Oberösterreichs" eine wertvolle Ergänzung der eigenen Beobachtungen.

Zur Petrographie des Untersuchungsgebietes.

Übereinstimmend mit J. Schadler konnte festgestellt werden, daß die Gneise bei weitem überwiegen und die Granite meist nur in Form von Aufbrüchen und selten weiträumig auftreten. Der Name „Granitplateau" ist daher mindestens für das Untersuchungsgebiet wenig zutreffend und besser durch „kristallines Grundgebirge" (J. Schadler) zu ersetzen. Es ist auffällig, daß grobkristalline Gesteine (Porphyrgneis, Weinsberger und Eisgarner Granit) gegen den Böhmerwald zu an Häufigkeit zunehmen.

Über diese allgemeinen Feststellungen hinaus verdienen einige einzelne petrographische Beobachtungstatsachen Erwähnung: Porphyrgneis geht mehrfach in Weinsberger Granit über. Auch zwischen diesem und Eisgarner Granit gibt es Übergänge. Die Vergrusung des Weinsberger Granits und die Steinbearbeitung in Steinbrüchen zeigen, daß Gesteine mit anscheinend richtungslos körnigem Gefüge doch eine gewisse Regelung der Komponenten aufweisen. Der Weißgranit tritt auffällig oft an oder nahe von Störungszonen auf. Sehr häufig ist er mit Weinsberger Granit vergesellschaftet, den er gangartig durchsetzt. Er zeigt über weite Gebiete eine ausgesprochene Beständigkeit in seinem Aussehen. Der Weinsberger Granit hat ein sehr geschlossenes Verbreitungsgebiet zwischen Sarleinsbach—Schröck beiderseits der alten und neuen Straße nach Kollerschlag.

Der petrographisch bedingte Formenschatz.

Auf den ersten Blick scheint die Gestaltung des Grundgebirges durchaus eintönig zu sein. Erst nach eingehenden Beobachtungen ergeben sich charakteristische, petrographisch bedingte Unterschiede in der Formung.

Im festen, fein- bis mittelkörnigen Granit und Granitgneis ragen schärfer akzentuierte Kleinformen, höhere Rücken und Kuppen deutlicher aus der sonst einförmigen Hochfläche auf. Vor allem der Granit bedingt meist lebhaftere Kuppenbildung. Gute

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Beispiele hiefür bieten die Granitaufbrüche in der sonst schwach reliefierten Landschaft bei Aigen (Weichsberg).

Vielleicht hängt die unendlich sich wiederholende Bildung rundlicher Kuppen in granitischen Gesteinen mit deren Neigung zu kugelig-schaliger Verwitterung zusammen, wie sie auch bei der Vergrusung entgegentritt. Es entspricht den inneren Spannungsverhältnissen dieses Materials, rundliche Formen zu bilden. Möglicherweise hängen aber manche Kuppen auch mit dem Aufdringen pfropfenartiger Granitkörper zusammen.

Schärfere Formung mit Neigung zu Felsabfällen kennzeichnet die Amphibolite und sonstige grüne Gesteine sowie den Porphyrgneis mit Amphibolitelnschlüssen. Das letztgenannte Material in Kombination mit Hornblende-Porphyrgneis scheint fester als Granitgneis zu sein, da Talsporne und Talengen häufig in diesem Gestein liegen (Höllmühle im Kl. Mühltal). Auch Aplite und Pegmatite verraten sich durch Felsabfälle oder Talengen. Im mächtigen Pegmatitzug von Oexlau ist das ganze rechte Donautalgehänge in zahllose spitze Pfeiler aufgelöst. Die tiefgreifende Zerklüftung begünstigt hier die Felsturmbildung.

Im Weinsberger Granit, der oft wie ein Konglomerat riesiger Feldspatkristalle aussieht, sind die Geländeformen betont sanft. In den Tälern bedingt er Weitungen, besonders wenn er tektonisch zerrüttet ist wie beim kleinen Becken von Salzbruck an der Mündung des Lichtenbaches in die Kl. Mühl, wo drei tektonische Hauptrichtungen zusammenstoßen. Schon die Neigung des Weinsberger Granites zur Vergrusung spricht für seine geringere Festigkeit. In der Umgebung von Sarleinsbach läßt sich die für dieses Gestein typische Landschaftsformung besonders klar erkennen. Die unruhig kleinkuppige, knotige Skyline geht auf kugelige Verwitterung und Vergrusung dieses Granits zurück, wodurch große Gesteinskugeln entstehen, die aus dem Gehänge aufragen, während der Grus dazwischen vielfach abgewandert ist.

Das weiträumige Perlgneisgebiet der Sauwaldhochfläche oder des Lembacher Plateaus kennzeichnet sich durch das einförmige Grundgebirgsrelief mit flachen, seichten Mulden und weitgespannten, niedrigen Rücken und Kuppen.

Mylonitzonen jeder Gesteinsart erleichtern die Ausräumung. An sie knüpfen daher die großen, herzynisch streichenden, subsequenten Talzüge der oberen Gr. und Kl. Mühl, das Donautal und die Fattinger Senke.

Die pliozänen Quarzschotter von Esternberg und Münzkirchen haben das hier ohnehin flache Grundgebirgsrelief noch weiter ausgeglichen und große Ebenheiten geschaffen.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Im allgemeinen ist festzustellen, daß mit zunehmendem Alter der Reliefformen deren petrographische Bedingtheit undeutlicher wird. Wenn die exogenen Vorgänge lange genug eingewirkt haben, gleichen sie die verschiedene Gesteinswiderständigkeit weitgehend aus. Das Fehlen der Gletscherwirkung, die petrographische Ähnlichkeit des Materials, in dem Quarz, Feldspat und Glimmer bei weitem überwiegen, das seltene Auftreten breiter Züge grüner Gesteine oder feinkörniger Granite tragen dazu bei, die Landschaft besonders im Bereich der Plateaus einförmig zu gestalten.

Die Grusbildung.

Auf den Hochflächen fallen zahlreiche Grusgruben auf, aus welchen die Bevölkerung ihren Bedarf an Bausand und Straßenschotter deckt. Grus tritt vor allem im Bereich wenig zerschnittener Hochflächenteile und in den Senkenzonen auf, soweit sie nicht unter 460 m herabreichen. Auf den Sohlen der großen, tief eingeschnittenen Täler fehlt er.

Die Grusmächtigkeit reicht von einigen Dezimetern bis oft weit über 3 m. Nach Angaben von Steinbrucharbeitern wurden bei Brunnenbohrungen bis 10 m tiefe Profile beobachtet. Auf den wenig zerschnittenen Hochflächen ist die häufigste Aufschlußtiefe 3 m. Hier war die Abtragung geringer als auf den Höhen der Schwellen, wo der Grus oft ganz verschwunden ist, so daß das Anstehende zutage tritt.

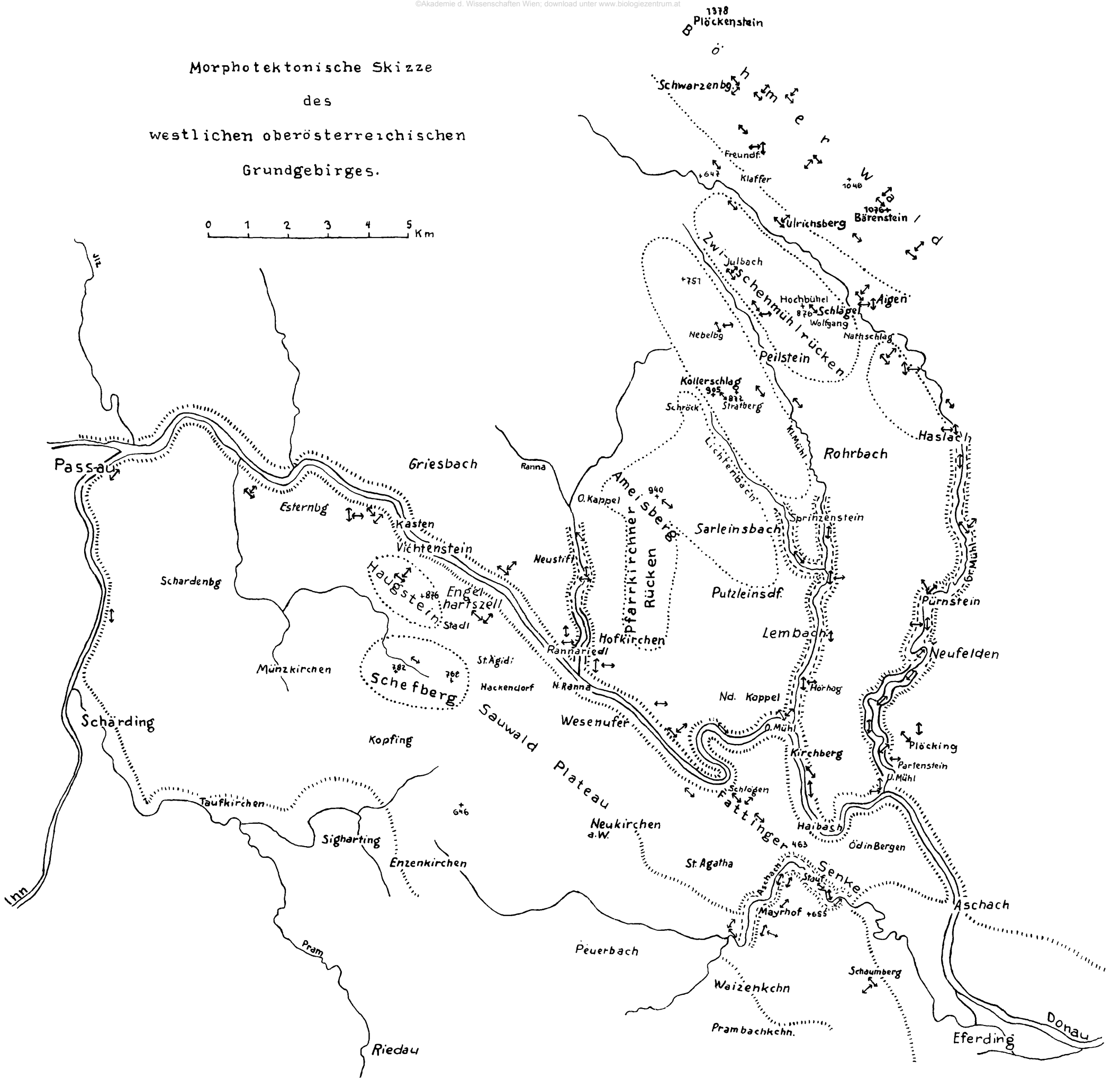
Die Grusmächtigkeit hängt auch von der Gesteinsbeschaffenheit ab. Besonders tiefgreifende Profile finden sich im grob struierten Weinsberger Granit, Weißgranit, Porphyrgneis und Perlgneis besonders dann, wenn ein deutliches Lagengefüge vorhanden und das Gestein stark tektonisch beansprucht ist. Im Weinsberger Granit sind Grusmächtigkeiten von 2,5—3 m sehr häufig. In feiner körnigem Material ohne deutliches Lagengefüge wie im Plöckinger Granit wurden Grusmächtigkeiten von 0,5—1 m beobachtet.

Die Vergrusung ist ein Verwitterungsvorgang. Sie beginnt mit Aufblätterung, Bildung mehrerer Grusschalen parallel zur Oberfläche der Gesteinskugeln, die sich stets heraussondern. Bei weiterem Fortschreiten des Prozesses zerfällt das Gestein in seine Komponenten. Gelegentlich sind die Gesteinskugeln an glatten, unvergrusten Flächen in zwei Teile zersprungen. Besonders der Weinsberger Granit neigt zur Bildung kugeliger Formen.

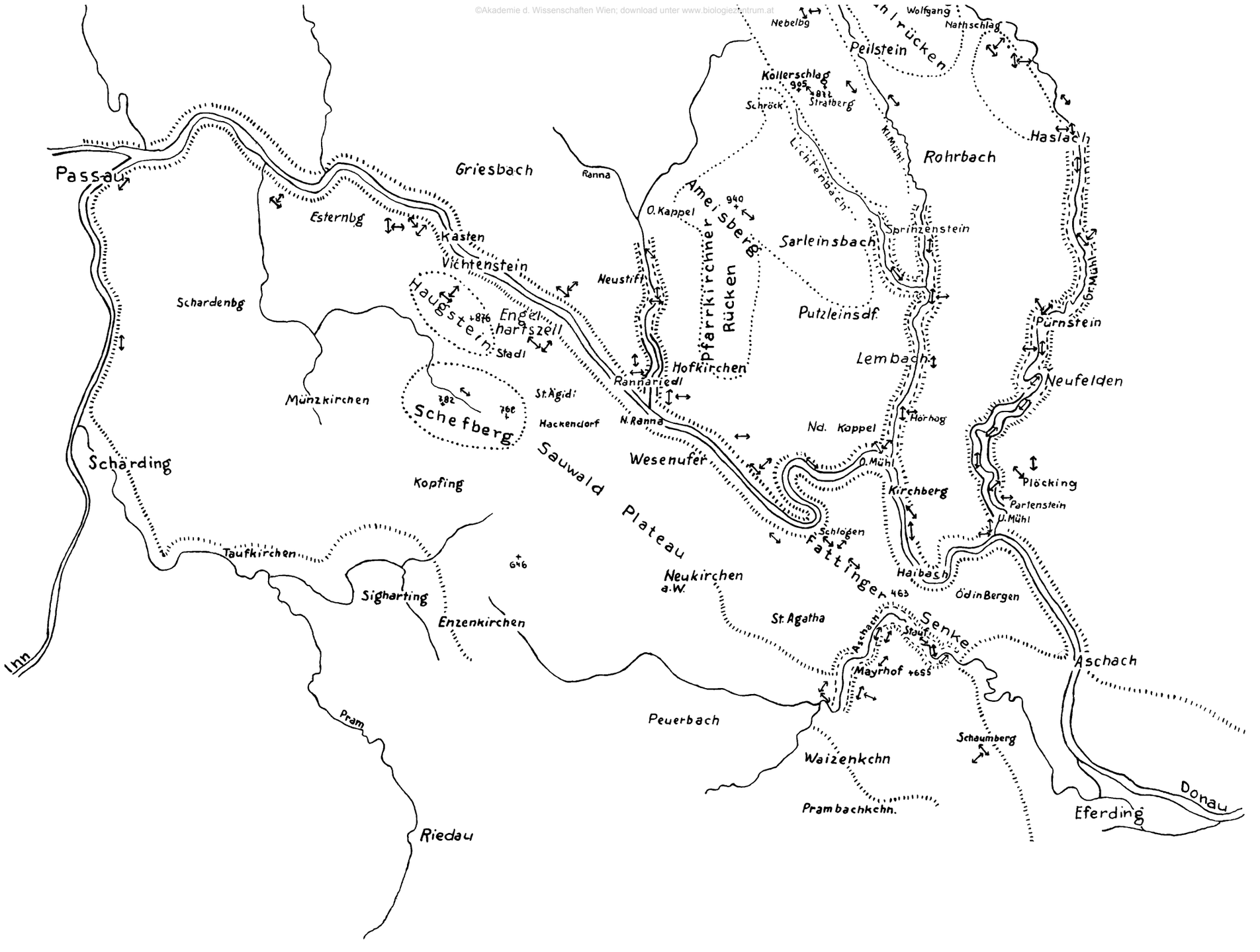
Bei der Vergrusung bleibt das Lagen- oder beim Mischgneis das Fließgefüge des Gesteins, überhaupt die Struktur erhalten.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Morphotektonische Skizze des westlichen oberösterreichischen Grundgebirges.



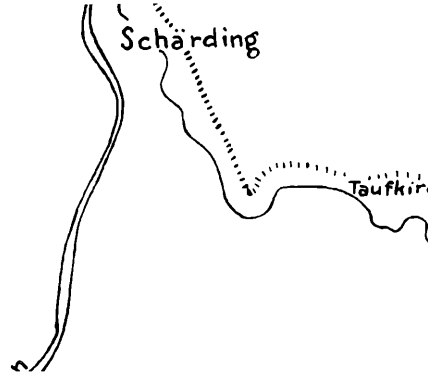
©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at



Signaturen:

Hochzonen — Senken — Plateauabfall

Schluchttal — Kerbtal — Tektonisches Streichen ⟷



©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Es handelt sich also um völlig ungestörten Gesteinszerfall in situ. Dünne, in zahlreiche parallelepipedische Stücke aufgelöste Pegmatit-, Aplit- und Quarzgänge gehen allgemein ganz ungestört durch den Grus. Hier hat merkwürdigerweise keine Solifluktion gewirkt, obwohl die Verhältnisse bei größerer Höhenlage der Profile, ihrer durchweg lockeren Struktur und bei vielfach größerer Hangneigung ideale Vorbedingungen geboten hätten. Man kann keinesfalls von Brodelböden sprechen. Selbst in 720 m Höhe bei Stratberg SE Kollerschlag sind in lockerem Grus mit dünnen, völlig gerade verlaufenden Pegmatitbändern und in Hanglage keine Anzeichen von Solifluktion zu erkennen. Die Wirkungen des periglazialen Klimas können also hier nicht allzuweit gereicht haben.

Einige Beobachtungen gestatten Schlüsse auf das Alter der Grusbildung. An mehreren Stellen, so bei Lacken NW Aschach oder bei Unterfeuchtenbach, bildet der Grus das Liegende von oberpliozänem Quarzschotter, der im ersten Fall mehrere Meter mächtig ist, muß also älter als dieser sein. Die Grusbildung hat daher nichts mit periglazialen Vorgängen zu tun, sondern reicht in eine viel frühere geologische Epoche zurück. Der Umstand, daß sie auf die Höhen des Plateaus beschränkt bleibt und unter 460 m fehlt, zeigt, daß sie spätestens zu einer Zeit aufgehört haben muß, als die Zerschneidung der Hochfläche unter das Niveau von 460 m herabging. Das war aber noch im mittleren Pliozän der Fall (siehe S. 357). Wenn die Grusbildung auf den Einfluß des periglazialen Klimas zurückginge, wäre nicht einzusehen, weshalb sie gerade auf hochgelegenen Schwellen so spärlich entwickelt ist, wo doch infolge solcher Höhenlage der genannte klimatische Einfluß intensiver gewirkt haben müßte.

Die Grusprofile entstanden nach dem Rückzug des miozänen Meeres vom oberen Mittelmiozän bis ins Frühpliozän unter dem Einfluß eines warmfeuchten Klimas. Die sehr häufige, intensive Rotfärbung des Gruses stützt diese Annahme. Der einheitliche Charakter der Grusprofile im ganzen Beobachtungsbereich beweist, daß sie alle unter ähnlichen Klimabedingungen entstanden sind und daß eine Fortsetzung der Grusbildung ins Quartär hinein nicht wahrscheinlich ist. Bereiche, die nachmiozän wenig gehoben wurden, wie die Randgebiete des Grundgebirges, haben selbstverständlich auch in ihrer noch heute tiefen Lage typische Grusvorkommen.

Die Blockgebilde.

Blockbildungen treten in allen Höhenlagen auf. Sie gliedern sich in Blockgipfel, Blockrippen, Blockdecken, Blocktürme, Block-

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

ströme, Blockpackung und Blockstreu, wobei die einzelnen Formen ineinander übergehen können.

Blockgipfel gibt es meist nur in kleinem Ausmaß und nur auf höheren Kuppen, wie Haugstein 876 m oder Bärenstein 1076 m. Kleine Bildungen sind auf niedrigeren Kuppen vertreten.

Blockrippen bilden sich beim Zerfall langer, schmaler Felsmauern. Im Anschluß an sie treten Blockdecken auf, die hangabwärts ausdünnen.

Blocktürme sind durch Zerfall von Blockrippen oder Felskanzeln entstanden. Übergangsstadien von Blockrippen zu Blocktürmen finden sich unter anderem auf dem Gipfel des Bärensteins. Im Anschluß an die Blocktürme, soweit sie sich in einer gewissen Höhe über der Talsohle und im Stadium des Blockzerfalls befinden, entwickeln sich oft

Blockströme. Sie können bewachsen und unbewachsen sein. Sie sind an den Rändern scharf begrenzt und hängen in ihrer Breite mit den zugehörigen Felsabfällen zusammen, soweit es sich um unbewachsene Blockströme handelt und die blockliefernde Wand nicht völlig aufgezehrt ist. Ihr Vorkommen ist fast stets auf steile, hohe Hänge von Tälern mit engem Querschnitt beschränkt. Diese Gebiete kennzeichnen sich meist durch starke Gesteinszerklüftung im Zusammenhang mit dem Auftreten bedeutender Störungszonen. Das klassische Bereich unbewachsener Blockströme ist links der Donau zwischen Oexlau—Gerl, wo 16 solche Gebilde entgegentreten, und am Frauensteig gegenüber Engelhartszell. Mehrfach scheinen sie ganz plötzlich aus dem Gehänge hervorzubrechen. Bewachsene Blockströme treten in großer Zahl an der Gr. Mühl zwischen Neufelden—Partenstein auf. Kaum, vor allem aber nirgends typisch, sind sie auf den abgeflachten Kuppen des Grundgebirgsplateaus entwickelt. Besonders im Gebiet der unbewachsenen Blockströme treten in den Flüssen sehr große Blockgeschiebe auf. In der

Blockpackung sind die Blöcke zu einer völlig geschlossenen Blockdecke zusammengefaßt und treten nur im Aufschluß als solche entgegen. Sie kann mehrere Meter mächtig sein. Mit Ausdünnung der Blockdecke ergibt sich die

Blockstreu. In Gebieten geringer Hangneigung wird sie vielfach mit Annäherung an blockliefernde Felswände immer dichter und kann sich wie im Umkreis des Bärensteins zur Blockdecke zusammenschließen.

Es ist eine Reihe von Blockgenerationen übereinander festzustellen. Von oben nach unten ergibt sich nachstehende Abfolge von Blockprofilen:

I. Unbewachsene, meist scharfkantige Blöcke, die zu einem Blockstrom oder einer Blockdecke zusammengefaßt sind. Die einzelnen Komponenten zeigen nur geringe Verwitterung.

II. Stärker verwitterte, etwas kantenabgestumpfte, zum Teil durch Erdreich miteinander verwachsene und stark mit Moos oder Kräutern bedeckte Blöcke.

III. Halb in den Boden eingewachsene, durch Erdreich und Vegetation gut miteinander verbundene, stark verwitterte Blöcke, die reich mit Stauden und zum Teil Bäumen bewachsen und deren Kanten meist merklich abgestumpft oder etwas gerundet sind.

IV. Völlig in den Boden eingewachsene, durch Erdreich und Pflanzen fest zusammengeschlossene, stark verwitterte Blockpackung, die an der Oberfläche nicht als solche erkenntlich ist. Die Kanten der Blöcke sind auf steileren Hängen gut abgestumpft bis gerundet, auf flachen weniger.

Es kommt nur selten vor, daß alle vier Profile unmittelbar übereinander liegen wie am Frauensteig, rechts der Donau gegenüber Keplmühle und an der SW-Seite der Kuppe 702 SE Julbach. Meist sind die Blockprofile lückenhaft, wobei die einzelnen Generationen auch nebeneinander auftreten und nicht immer übereinander liegen müssen. Im Aschachtal oberhalb der Kropfmühle lagert I auf IV, oberhalb Obermühl rechts der Donau II auf IV Generation III ist besonders auf dem Pfarrkirchner Rücken vertreten. Zwischen Oexlau—Gerl und auf der NE-Seite des Haichenbacher Sporns liegt I auf II; III auf IV im Steinbruch SE Julbach.

Blockregelung ist eigentlich selten typisch entwickelt. Am besten ist sie noch in der Blockpackung ausgeprägt wie bei Kothau in der Nähe von Vichtenstein, wo die Blöcke deutlich hangabwärts geneigt sind. Zwischen Ebenmühle—Partenstein an der Gr. Mühl wurden die Komponenten eines Blockstromes II meist mit der Schmalseite aufgestellt. Schieferplatten sind dem Hang vorwiegend lagerhaft aufgesetzt. Die Blockregelung nimmt mit dem Jüngerwerden der Blockgeneration ab. In unbewachsenen Blockströmen fehlt oft jede Andeutung von Regelung. Die Blöcke werden einfach im Fallen, Gleiten oder Rollen aufeinandergetürmt. Gelegentlich ergibt sich eine gewisse Anordnung in der Weise, daß in Blockströmen oder Blockdecken die höher oben am Hang gelegenen Blöcke kleiner sind als die tieferen. Das mag mit der stärkeren Fallwucht der größeren Blöcke zusammenhängen.

Der Grad der Kantenabstumpfung der Blöcke ist von ihrem Alter, der Weite des Wanderweges, der Härte der blockbildenden Gesteine und vom Böschungswinkel abhängig. Mit zunehmendem Alter der Blockgenerationen steigert sich die Kantenbestoßung

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

besonders dann, wenn die Blöcke auf steiler geneigtem Hang in Bewegung waren. Bei Blockzerfall in situ auf flachen Kuppen ist die Kantenabstumpfung selbst in der Blockpackung oft nur gering, da ein weiterer Transportweg fehlt (Ameisberg). Andererseits sind bei weitem Wanderweg infolge starker Hangneigung selbst Blöcke unbewachsener Blockströme gelegentlich etwas an den Kanten bearbeitet. In plattigem, fein struiertem Material ist die Abstumpfung meist gering, ebenso in dichtem Gestein wie Aplit. Die größte Zurundung erfahren grobkristalline Gesteine.

Verschiedene Anzeichen lassen erkennen, daß die Blockdecken in Fortbewegung begriffen sind. Das zeigt zum Beispiel die Kniebildung von Bäumen am Stirnrand von Blockströmen, die Wulstbildung der Blöcke am unteren Ende von Blockdecken und das häufige Auftreten ortsfremder Blöcke auf petrographisch andersartiger Unterlage. Auch die Tatsache, daß im Bereich von Blockdecken große Blockgeschiebe in den Flüssen auftreten, spricht für Blockwanderung, ferner der Umstand, daß die Blockpackung im Anschluß an Anstehendes oft weiter ausstrahlt als die viel jüngere Blockstreu. Die Blöcke der Blockpackung hatten längere Zeit zum Wandern. Die Blockwanderung ist auf flachen Hängen, wo im Anschluß an Felsaufragungen dichtere Blockdecke rasch zu Blockstreu ausdünnt, gering, in ebenem Gelände kaum vorhanden.

Die Blockbewegung erfolgt in rezentem Klima durch Bodenkriechen, Abrollen oder freies Fallen der Blöcke. Im periglazialen Klimabereich hat die Solifluktion eine größere Rolle gespielt, wie die häufige Regelung der Blöcke in der heute unbewegten Blockpackung zeigt.

Die Blockgröße hängt ab von der Eng- oder Weitmaschigkeit des Kluftnetzes im blockliefernden Gestein und dessen Struktur. Bei weitmaschigem Kluftnetz in weniger gestörten Gebieten, in grobkörnigem Material erreicht die Blockgröße durchschnittlich 1,5—2 m, gelegentlich, wie an der Aigener Höhenstraße, kommen im Eisgarner Granit bis 5 m lange, auf Eschernhof 3 m lange Weinsberger Granitblöcke vor. Längen unter 1 m sind in diesem Material selten. Fein struiertes Gestein mit deutlichem Lagengefüge wie Perlgneis hat wesentlich geringere durchschnittliche Blockgrößen, am häufigsten 0,5 m, nur selten über 1 m. In tektonisch stark zerrüttetem Gebiet, wie am Donaurandbruch, sind die Blöcke entsprechend dem dichteren Kluftnetz mit verschieden gerichteten Klüften viel kleiner.

Die Neigung des Gesteins zur Blockbildung wird von seiner Struktur bestimmt. Grobkristalline Gesteine begünstigen diesen Vorgang. In grobem Granitgneis treten die riesigen Blockströme

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

zwischen Oexlau—Gerl auf. In feiner struiertem Perlgneis konnten keine Blockströme beobachtet werden. Unter heutigen Klimabedingungen neigt er nicht zu Blockzerfall. Blockpackungen kommen aber gelegentlich vor. Je deutlicher das Lagengefüge des Gneises ist, desto weniger neigt er zu Blockzerfall. Wiederholt läßt sich beobachten, daß mit Einsetzen fein struierten Gneises oder Schiefers die Blockbildung unter sonst gleichbleibenden Umständen schlagartig aufhört. Vor allem der Pfahlschiefer neigt wenig zu Blockzerfall. Hier sondern sich längs der Schieferungsflächen dünne, kleine, leicht zerfallende Platten ab.

Auch die Blockformen sind von der Gesteinsstruktur abhängig. In granitischem, grob kristallinem Material herrschen typische Wollsackformen. Der Blockzerfall folgt im Weinsberger Granit oft sehr deutlich dem durch eine gewisse Regelung der Feldspate angedeuteten Lagengefüge. In diesem Material mit den großflächigen, breiten Feldspatkristallen herrschen durchweg annähernd kugelige oder kubische Blöcke.

Der Eisgarner Granit mit länglichen, schmalen Feldspatkristallen bildet meist lange, schmale und flachere, gelegentlich aber, soferne sie von fließendem Wasser transportiert wurden, auch kugelige Blöcke.

Gesteine mit deutlichem Lagengefüge bedingen, wenn überhaupt, längliche, schmale, plattige, dünne Formen.

Der Blockzerfall des Gesteins wird durch das Auftreten von Kluft- und Bewegungsflächen begünstigt, vor allem durch die Kombination saigerer und horizontaler Klüfte, wie sie bevorzugt in Graniten auftritt. In Zerrüttungszonen, wo verschieden gerichtete Klüfte ein dichtes Netz bilden, zerfällt das Gestein besonders leicht. Immer wieder fallen Blockflächen mit gestriemten tektonischen Flächen zusammen. Die Richtung von Blockrippen und Blockturmreihen auf dem Bärenstein und Haugstein folgt dem herzynischen Streichen.

Es besteht die Möglichkeit, daß ganz junge tektonische Bewegungen das Abwärtswandern von Blockströmen der Generation I begünstigen und ihre Bewachsung verhindern. Das könnte für die Blockströme im Aschachdurchbruch, an den auffällig geschlossenen und steilen Talhängen zwischen Oexlau—Gerl und beim Frauensteig gelten. Für einen engeren Zusammenhang zwischen tektonischen Bewegungen und Blockstrombildung überhaupt könnte folgende auffällige Tatsache angeführt werden: Im Gr. Mühltal zwischen Neufelden—Partenstein fehlen unbewachsene Blockströme, obgleich Felsabfälle und Steilhänge auftreten und bewachsene Blockströme weit verbreitet sind. Diese eigenartige

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Tatsache wäre am ehesten dadurch zu erklären, daß während der Bildung der älteren Blockströme noch tektonische Bewegungen erfolgten, die dann aufhörten, so daß sich rezente Blockströme nicht mehr entwickeln konnten.

Es ist auch eine enge Beziehung von Blockbildung und Vergrusung festzustellen. Im Weinsberger Granit, der zur Bildung mächtiger Grusprofile neigt, lassen sich vielfach schalig verwitternde, kugelige, oft sehr große Blöcke beobachten, besonders im Steinbruch bei Ohnerstorf, NE Putzleinsdorf. Es ist auffällig, daß gerade im Weinsberger Granitgebiet sehr häufig einzelne große Blöcke im Gelände weit verstreut oder auch als etwas dichtere Blockstreu auftreten. Wahrscheinlich wurden diese besonders gut gerundeten, kugeligen Blöcke aus dem Grus herausisoliert. Der Grus wanderte durch Abspülung oder Bodenkriechen ab, und die größten Blöcke, die nicht mit fortbewegt werden konnten, blieben vereinzelt zurück. Dies gilt besonders für die Weinsberger Granitzone zwischen Sarleinsbach—Stratberg. Richtungweisend ist in dieser Hinsicht das erwähnte Profil bei Ohnerstorf, wo fester Weinsberger Granit nach oben unter Grusbildung und schaliger Absonderung in riesige rundliche Blöcke zerfallen ist und im Hangenden darüber vereinzelte Blöcke aus der Bodendecke aufragen, die aus dem Grus herausisoliert sind.

Der Zusammenhang mit blockliefernden Felsabfällen ist bei den jüngeren Blockgenerationen, besonders bei den Blockströmen I fast stets gegeben. Diese schließen meist an vereinzelte Felswände an, weshalb sie auch in ihrer Breite deutlich begrenzt sind. Gelegentlich, zum Beispiel an der E-Seite des Haugsteins S Vichtenstein, gibt es allerdings nur kleinere Blockströme I ohne Beziehung zu Felsabfällen. Hier wurde die blockliefernde Wand wohl aufgezehrt. Die Blockdecken hängen meist mit länger sich hinziehenden Felsleisten zusammen.

Bei den älteren Blockgenerationen, besonders dann, wenn die Blöcke auf der Hochfläche in ebenem oder wenig geneigtem Gelände isoliert auftreten, fehlt sehr oft der Anschluß an das Abrißgebiet. Die materialliefernden Felsabfälle können aufgezehrt oder die Blöcke durch Zerfall des Anstehenden in situ entstanden sein.

Wichtig ist die Beziehung zwischen Blockbildung und Böschungswinkel. Blockströme und Blockdecken treten, soweit es sich nicht um Blockzerfall an Ort handelt, bevorzugt auf steilen Hängen auf. Die Blöcke können nur so weit wandern, als ein gewisses Gefälle gegeben ist. Auf steilen Hängen entwickelt selbst der sonst nicht zu Blockbildung neigende feinkörnige Perlgneis Blockstreu und Blockdecken, falls Felsabfälle vorhanden sind.

Wenn der Böschungswinkel weit unter 30° liegt, ist die Blockbildung ganz allgemein spärlicher. Vor allem für die Entstehung der Blockströme ist die Hangneigung wichtig. Am schönsten sind sie an hohen Talhängen entwickelt, wo junge Bewegungen die Böschungen steil und die Blöcke in Abwärtswanderung erhielten. Liegt jedoch der Böschungswinkel weit über 30°, können sich die Blöcke am Gehänge nicht halten. Dies zeigt sich zum Beispiel zwischen Oexlau—Gerl, wo die großen Blockströme besonders häufig am unteren Ende des oberen Hangdrittels, etwa 80 m unter dem Plateaurand, einsetzen, weil hier der Hang an einem durchlaufenden Knick auf weite Erstreckung etwas flacher wird. Erst da können die von der blockliefernden Wand stammenden Felsstücke liegenbleiben. Deshalb setzen diese Blockströme ganz plötzlich am Gehänge ein.

In vielen Fällen und in allen Höhenlagen läßt sich beobachten, wie der Blockzerfall in situ in anstehendem Gestein noch heute vor sich geht. Deutlich sind die Ausbruchsnischen zu erkennen, aus denen die Blöcke herausglitten, die ihrer Form nach noch in diese Nische hineinpassen. Oft hängt ein Block halb heraus. Das läßt sich an Blockgebilden auf dem Bärenstein, Ameisberg, Haugstein, Hochbühel bei Ulrichsberg und im Rannatal unterhalb der Staumauer beobachten. Von H. Kinzl (15), der die Blockgebilde im Aschachdurchbruch studierte, werden ebenfalls einschlägige Daten beigebracht. In Steinbrüchen, z. B. bei Weichsberg, S Aigen, geht sehr oft das feste Gstein nach oben in Blockbildung über, indem an den Klüften, die auch das feste Gestein durchsetzen, die Absonderung der Blöcke erfolgt.

Auf dem Schweinzberg an der Kl. Mühl und an vielen anderen kleinen Blockgipfeln ist die Auflösung eines Blockbaus in Blockdecke zu sehen. Wo Blockdecken oder Einzelblöcke auf isolierten Kuppen wie auf dem Frohnforstberg bei Schardenberg ohne ersichtlichen Zusammenhang mit Felsabfällen auftreten, muß die Blockbildung in situ auf anstehendem Untergrund erfolgt sein, da eine Zuwanderung der Blöcke unter den gegebenen Umständen nicht denkbar ist.

Die Beobachtungen ergaben, daß der Blockzerfall nicht nur im Quartär unter dem Einfluß des periglazialen Klimas, sondern zu allen Zeiten vor sich gehen kann. Schon in der miozänen Vergrusungsperiode in feuchtwarmem Klima ist es unter schaliger Absonderung und Vergrusung zur Blockbildung gekommen. Die im Pliozän gebildete Blockdecke wurde während des Diluviums unter periglazialen Klimabedingungen im Zusammenhang mit Solifluktionsvorgängen zur Blockpackung zusammengefügt. Das dilu-

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

viale Alter der Blockpackung ergibt sich daraus, daß sie in einigen Profilen im Hangenden des oberpliozänen Pollhammer Schotters auftritt. Der verschiedene Grad der Bewachsung und Verpackung der Blöcke läßt die phasenhafte Bildung der Blockgenerationen erkennen. Zunächst entsteht eine unbewachsene Blockdecke oder ein Blockstrom entweder durch Blockzerfall in situ aus Anstehendem, durch Herabfallen von Blöcken im Anschluß an Felsaufragungen oder durch Herauslösung aus Grus. Dieses Blockgebilde bedeckt sich mit Vegetation, was z. B. in einem dem heutigen ähnlichen Klima, also auch in den Interglazialzeiten, möglich war. Dann erfolgt unter der Pflanzendecke verstärkte Bodenbildung und Zusammenpackung der Blöcke, so daß weiterhin auch Strauch- und Baumvegetation möglich ist. Das ergibt die Blockgeneration III. Schließlich kommt es zu enger Zusammenfassung der Blöcke in der Blockpackung zu geschlossener Bodendecke. In ihrem Bereich konnten besonders während der Eiszeiten, wo unter dem Einfluß des periglazialen Klimas der Pflanzenwuchs spärlich und die Bodenmaterie durch häufigen Frostwechsel sehr mobil war, die Blöcke leichter abwärtswandern, wobei sie eingeregelt und ihre Kanten abgearbeitet wurden. Bei den jüngeren Blockgenerationen sind diese Daten in immer geringerem Maße gegeben. Für das rezente Alter der Blockgeneration I spricht der Umstand, daß in ihrem Bereich Blöcke in den Flüssen liegen, die noch nicht weitertransportiert oder wesentlich verkleinert wurden, ferner die Tatsache, daß sie nur in den relativ jugendlichen, tief eingerissenen Tälern bis zur heutigen Talsohle hinabreichen.

Der Vorgang des Blockzerfalls ist sehr kompliziert und differenziert und kann nicht schematisch nur auf die Wirkungen des periglazialen Klimas zurückgeführt werden. Es gibt vielmehr eine Reihe von Blockbildungsmöglichkeiten unter verschiedenen Klimabedingungen und in sehr wechselnden Höhenlagen. Gesteinsbeschaffenheit und Klüftungsgrad sind dabei wichtiger als irgendein spezifisches Klima. Der Blockzerfall kann unter dem Einfluß des warmfeuchten, des periglazialen, des interglazialen oder rezenten Klimas erfolgen; im ersten Falle durch Vergrusung, in den übrigen Fällen durch Frostsprengung, soweit unbewachsene Felswände dem Angriff des Spaltenfrostes ausgesetzt sind. Er ist auch unter einer Boden- und Pflanzendecke möglich, wie der Blockzerfall im Hangenden von reich zerklüftetem, anstehendem Gestein in vielen Steinbrüchen zeigt. Hier spielen Sickerwässer und Pflanzenwurzeln, die den vorgezeichneten Klüften folgen, eine große Rolle. Ferner ist eine Heraussonderung von Blöcken durch Abspülung oder Abwanderung von Grus möglich. Auch tektonische

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Bewegungen können die Blockbildung fördern. Infolge dieser reich differenzierten Blockbildungsmöglichkeiten ist es nicht angängig, die vier Blockgenerationen ohne weiteres mit den vier Eiszeiten zu parallelisieren. Die Wirkung des periglazialen Klimas hat aber wohl dazu beigetragen, die Verpackung der Blöcke und ihre Einregelung zu begünstigen.

Die Flachkuppen.

Ein eigenartiges Formenelement des Grundgebirges bilden die Flachkuppen. Es handelt sich um Aufragungen von etwa 100 bis 500 m Länge und 10—30 m Höhe, die wie Brotlaibe aussehen. Die sanften, konvexen Abfälle verschneiden sich in seichten Mulden ohne scharfe Grenze zwischen Böschung und Muldensohle. Die Mulden stehen in keiner Beziehung zu einem Gerinne.

Die Flachkuppen treten bevorzugt in Senkengebieten auf, z. B. in der Gr. und Kl. Mühlmulde, dann auf Resten der alten Rumpffläche, die sich im Erosionsschatten zwischen größeren Gerinnen erhalten haben und wo die Zertalung gering ist, wie zwischen Kollerschlag—Peilstein, in der Umgebung von Hofkirchen und zwischen Rohrbach, Neufelden und Sprinzenstein. Auf der Sauwaldhochfläche wurden sie nur in zwei Fällen beobachtet. In den stärker zerschnittenen Hochzonen fehlen sie.

Ihre Entstehung muß auf ein flächenhaft wirkendes Agens zurückgehen, durch lineare Erosion können solche Formen nicht erklärt werden.

Es fällt auf, daß die Flachkuppen fast stets in grob struiertem Gestein auftreten, das zu kugelschaliger Verwitterung und starker Vergrusung neigt, z. B. in tektonisch zerrüttetem Weinsberger Granit in der Pfahlsenke zwischen Ulrichsberg—Klaffer, wo sie am typischesten und zahlreichsten entwickelt sind. In diesen Gebieten relativ geringer Erosion gibt es besonders große Grusmächtigkeiten. Der Grus neigt dazu, von den Höhen der Kuppen abzuwandern und sich in den Mulden zu sammeln, wodurch die Höhenunterschiede weitgehend ausgeglichen und die früher vielleicht schärfer betont gewesenen Kuppen verwaschen werden. In der Nachbarschaft des Böhmerwaldes, die stärker dem Einfluß des periglazialen Klimas ausgesetzt war, wurde die Grusabwanderung durch Solifluktionsvorgänge erleichtert.

Auch im Gneisgranit und Porphyrgneis kommen Flachkuppen vor. Für ihre petrographische Bedingtheit spricht der Umstand. daß sie im Perlgneisgebiet der Sauwaldhochfläche kaum vertreten sind.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Tektonischer Bau des westlichen Grundgebirges.

Da der tektonische Bau des Untersuchungsgebietes zu einem großen Teil erforscht ist, kann auf die einschlägige Literatur, vor allem auf die Arbeiten von H. V. Graber, H. Cloos, L. Kölbl und F. E. Suess, verwiesen werden.

Im westlichen Grundgebirge treten drei sich vielfach verschneidende Hauptstörungsrichtungen entgegen, die in ihrer ersten Anlage bis mindestens auf die karbonische Gebirgsbildung zurückgehen, aber im Tertiär wieder auflebten.

Die wichtigste, Bau und Relief des Gebietes bestimmende Linie ist die herzynisch streichende NW-Richtung, der meist die Schieferungsflächen folgen. Sie schwankt sehr oft zu N 22° W oder N 68° W. Ihre bedeutendsten Vertreter sind der Donaurandbruch und die Pfahlstörung.

Am Donaurandbruch treffen sich neben dem vorherrschenden NW-Streichen auch die NE-, N- und W-Richtung, so daß die Zertrümmerung enorme Ausmaße erreicht. Das Einfallen der Bewegungsflächen ist überwiegend steil bis saiger, mehrfach an beiden Talseiten gegen die Donau, oft aber auch von ihr weggerichtet. Besonders im W der Störung sinken die tektonischen Flächen gegen das Donautal ab. Der SW-Flügel ist an der Fattinger Senke um 100 m stärker herausgehoben als der NE-Flügel. Von Hilkering bis Eferding ist die Scholle E des Bruches völlig abgesunken, so daß bei der Schaumbergleithen eine einseitige Bruchstufe vorliegt. Diese von H. Kinzl (15) auf morphologischem Wege erschlossene Tatsache läßt sich auch geologisch beweisen. Die Bewegungsflächen und Phyllonitzonen verlaufen hier deutlich parallel zum Bruchrand und fallen stets E bis NE ein. Ferner tritt in seinem Streichen in der Mayrhofbergscholle eine Reihe von Granitaufbrüchen entgegen. Auch der ungewöhnlich gerade Verlauf der Stufe spricht für den Abbruch.

Von Schlögen bis Aschach treten, wohl noch unter dem Einfluß des Donaurandbruches, zahlreiche gegen die Donau zu fallende Bewegungsflächen, Klüfte und Trümmerzonen auf; richtige Mylonitzonen und Phyllonite fehlen aber.

Die Pfahlstörung verläuft durch das obere Gr. Mühltal bis Haslach. Die Bewegungsflächen und Klüfte streichen bevorzugt in NW-Richtung. Die Strukturen stehen steil bis saiger. Weißgranit, Weinsberger Granit und Perlgneis sind zu Pfahlschiefer verwandelt. Hier treten auch echte Phyllite auf, was im westlichen Mühlviertel sonst sehr selten ist. Zwischen Haslach—Schlägel kennzeichnet sich die Pfahllinie mehr durch Klüfte als durch Mylonitzonen und Aufblätterung des Gesteins.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

An der Kl. Mühl oberhalb Sprinzenstein bis zum Quellgebiet liegt eine ebenfalls an Pfahlschiefer und Mylonitzonen kenntliche Störung parallel zum Pfahl vor. Dasselbe gilt für das untere Lichtenbachtal, wo auch Pfahlquarz beobachtet wurde.

Die variskische, NE, N 22° E und N 68° E streichende Rodlstörung ist im westlichen Mühlviertel an zahlreichen Bewegungsflächen und Klüften als meist sekundäres tektonisches Element vertreten.

Die besonders im Rannatal ausgeprägte Haselgrabenlinie verläuft im rheinischen N—S-Streichen. Hier treten zahlreiche N und W streichende Bewegungsflächen und Pfahlschiefer mit Muskowitblättchen an den Schieferungsflächen auf. An der Rannastörung wurde das vom Fluß zerschnittene Plateau verstellt, indem es links um 50—80 m höher liegt als rechts.

Auch im Kl. Mühltal zwischen Sprinzenstein—Obermühl tritt die N-Richtung sehr oft entgegen. An dieser Störungslinie ist das Plateau ebenfalls verstellt, indem es links um 40—70 m höher liegt als rechts. Rheinisch streichende Störungen haben das Grundgebirge links der Donau in W—E-Richtung gestaffelt.

W streichende tektonische Richtungen treten nur lokal, hauptsächlich als Querklüfte, und nie in zusammenhängender Abfolge auf.

Die Verteilung der tektonischen Streichrichtungen ist nicht gleichmäßig. Nach der Häufigkeit ihres Auftretens ergibt sich in der Richtung vom Minimum zum Maximum folgende Reihung: W-, N-, NE- und NW-Richtung. Unter rechtem Winkel aufeinandertreffende tektonische Richtungen treten immer wieder gekoppelt auf. Eigentümlicherweise wird die N- und W-Richtung mit Annäherung an den S- und SW-Rand des Grundgebirges, an die Pfahlstörung und den Böhmerwald sehr spärlich. Hier herrscht durchweg die NW-Richtung, auch die NE-Richtung ist wenig entwickelt.

Die tektonischen Hauptrichtungen kündigen sich schon in einiger Entfernung von ihrem intensivsten Verbreitungsgebiet durch zunehmende Häufigkeit ihres Auftretens an.

Der Fallwinkel von 60° ist auffällig oft vertreten, doch überwiegen bei weitem die saigeren Strukturen, vor allem mit Annäherung an die Hauptaufwölbungszone des Böhmerwaldes.

Die Verteilung der Trümmerzonen steht in enger Abhängigkeit zu den Hauptstörungslinien. In den Granitsteinbrüchen nimmt die Zertrümmerung mit zunehmender Entfernung vom Donaurandbruch ab. Bei Oberkappel und Ach am Schnürberg sowie bei Enzenkirchen und Gschnarret am SW-Rand des Grundgebirges gibt es

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

kaum Quetschzonen, oft fehlen sogar größere Klüfte. Gegen die Pfahlzone steigert sich die Zertrümmerung der Granite lange nicht in dem Maße wie gegen den Donaurandbruch. Möglicherweise sind hier die Granite wenigstens zum Teil jünger als die Anlage der Pfahlstörung. Die starke Zerbrechung am rechten Donautalhang zwischen Schlögen—Inzell hängt wohl mit dem Aufdringen des Haibacher Granits zusammen.

Der Grad der Zertrümmerung wird sehr von der Gesteinsbeschaffenheit bestimmt. Grob struierte Gesteine zerfallen besonders leicht, wenn sie einem Druck ausgesetzt sind.

Stratigraphische Hinweise für die Altersbestimmung von Bewegungen sind selten, meist handelt es sich nur um die Möglichkeit relativer Festsetzungen.

Die W-Richtung erweist sich nach einigen Befunden als bereits alt angelegtes Bauelement. Nahe der Ruine Stauf bei Hilkering wird die W streichende Blätterung des Gesteins von einem NE streichenden Harnisch abgeschnitten, beim Ranna-Kraftwerk das W verlaufende Lagengefüge von N streichenden tektonischen Flächen.

Das Alter der Rannastörung läßt sich aus der Verstellung der prämarinen, wohl oligozänen 600-m-Fläche bestimmen. Die Störung muß jünger sein als die Fläche, die sie verstellt.

Tektonik und Relief.

Die tektonischen Hauptrichtungen drücken sich im Relief aus. Das gilt vor allem von der NW-Richtung, der Hochzonen und Senken fast durchweg folgen. Das tektonische N-Streichen ist durch die Hochzone des Pfarrkirchner Rückens, das untere Kl. Mühltal, das Rannatal und streckenweise auch das Gr. Mühltal ausgedrückt. Die NE-Richtung äußert sich nur gelegentlich im Verlauf einiger Talabschnitte. Auffällig stark ist sie an der Gr. Mühl vertreten und kündigt damit ein sehr wichtiges tektonisches Element des mittleren Mühlviertels an. Wo die Mühltäler aus der NW- in die N—S-Richtung umbiegen, hören die NW streichenden Hochzonen auf.

Die landschaftliche Großgliederung des westlichen Grundgebirges.

Von der Aussichtswarte auf dem Ameisberg aus läßt sich die Großgliederung des Grundgebirges zwischen Böhmerwald und Sauwald gut überblicken. Es bietet sich eine NW streichende Abfolge von Hochzonen und Senken mit Plateauresten dazwischen.

I. Die Plateaus.

Ausgedehntere Plateaureste haben sich im Erosionsschatten zwischen den Flüssen erhalten. Sie schneiden jeweils steilstehende Platten verschiedenen Gesteins. Diese alten Formenelemente bieten eine unendliche Abfolge flacher Kuppen und Mulden, die oft unabhängig von der heutigen Entwässerung sind. Die Reliefenergie überschreitet selten 50 m. Die Höhenlage der Plateaus hält sich zwischen 360—630 m. Der Entstehung nach handelt es sich um Abrasions- und Denudationsflächen, wobei die Abgrenzung oft schwierig ist.

Links der Donau liegen die Plateaus von Rohrbach 580 bis 600 m, Hörhag 500—580 m, Plöcking 500—600 m, Lembach 550 m, Hofkirchen 600—630 m und Griesbach 550 m.

Rechts der Donau findet sich das größte, zusammenhängende Plateau des ganzen Gebietes, die Sauwaldhochfläche, die mit der Mayrhofbergscholle ein nur durch den Aschachdurchbruch zerschnittenes morphologisches Ganzes bildet. Sie steigt von 420 m bei Passau auf 655 m im Mayrhofberg an und hält sich zwischen dem Haugstein und der Aschach recht konstant in 600—620 m Höhe. Das besonders flache Haibacher Plateau hat ein beständiges Niveau von 520 m, die Fläche Oed in Bergen schwankt von 450 bis 520 m.

Die Flächensysteme.

Die Flächen von 550 m aufwärts sind von der heutigen Hydrographie unabhängig. Die 600-m-Fläche begleitet die rechte Donautalseite ohne ein Gefälle stromabwärts, was zeigt, daß es sich hier nicht um einen alten Talboden handeln kann. Dieses Niveau ist das am weiträumigsten vertretene. Daneben gibt es Verebnungssysteme in 550 und 700 m ebenfalls sehr häufig. Die Flächen unter 550 m gehören, soweit es sich nicht um abgesenkte oder in der Hebung zurückgebliebene Rumpfschollen handelt, bereits zu den heutigen Flußläufen und sind alte Talböden.

Bei den Plateaus ab 600 m links der Donau handelt es sich nicht um die miozäne Abrasionsfläche, sondern um subaeril entstandene präoberoligozäne Flächen, die lokal mit noch älteren Flächenresten zusammenfallen können. Auf ihnen fehlen pliozäne fluviatile Aufschüttungen. Es ist die prämarine Fläche.

Die 600-m-Hochfläche des Sauwaldplateaus könnte allerdings trotz ihrer größeren Höhenlage der miozänen Abrasionsfläche angehören, die später stärker herausgehoben wurde. Folgende Beobachtungen sprechen für diese Annahme: Sande bei Stadl, Hackendorf und Wenzelberg können marin sein. W St. Ägidi ragt ein

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Granitgneisblock aus dem Untergrund auf, der Spuren von Brandungswirkung aufweist.

Die ausgedehnten Flächen um 550 m mit starker Grusbedeckung sind Reste einer miozänen Abrasionsfläche, die später gehoben und fluviatil umgestaltet wurde, wie die pliozänen Quarzschotter beweisen. Die Donau und ihre Nebenflüsse zerschnitten diese marine Fläche während ihrer Höherschaltung, wobei sie durch Mündungsverschleppung lokal weiträumig abgetragen und erniedrigt wurde wie bei Rannariedl. Es fällt auf, daß das Vorkommen pliozäner Quarzschotter die Hochzone des Haugsteins ausspart. Sie sind hier jedenfalls der infolge größerer Hebung verstärkten Abtragung zum Opfer gefallen.

II. Die Hochzonen.

1. Der Böhmerwald.

Der vorherrschenden tektonischen NW-Richtung folgen das Gebirgsstreichen, die Bewegungs- und Schieferungsflächen sowie das Lagengefüge. Für die besonders starke Heraushebung dieser Scholle sprechen die großen orographischen Höhen, die Vorherrschaft saigerer Strukturen und der Granite.

Gegen die Gr. Mühlsenke sind dem SW-Abfall Vorhügel und Vorberge staffelförmig vorgelagert. Das Niveau der Vorbergstaffeln liegt in 1280—1290 m, 980—1000 m, 900—920 m und 820—840 m; das der Vorhügel in 710—780 m, 680 und 600 m. Im Klaffertal, wo auch Pfahlschiefer auftreten, an der Aigener Höhenstraße und bei Sonnleithen gibt es NW streichende, im Streichen gestriemte, staffelförmig übereinander angeordnete Bewegungsflächen.

2. Der Zwischenmühlrücken.

Er verläuft zwischen den oberen Mühltälern. Hier liegen die Staffeln bei 876 m, 840 m, 700 m, 660—680 m und 570—580 m.

3. Der Rücken zwischen Kl. Mühl—Lichtenbach.

Auf dieser Schwelle haben sich größere Reste der Rumpffläche in 700 m erhalten. Das Niveau der Staffeln ist 905 m, 872 m, 850 m, 780 m und 740—750 m.

4. Der Ameisberg (940 m).

Hier kreuzen sich N und NW streichende Schwellen, weshalb der Betrag der Heraushebung größer ist. Die Staffelung zeigt sich

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

an flachen Kuppen- und Hangverebnungen. Ihr Niveau liegt zwischen 620—940 m und ist sehr schwankend. Nur der Höhenlage von 760—775 m kommt größere Häufigkeit zu.

Nach S entsendet der Ameisberg die langgestreckte Hebungswelle des Pfarrkirchner Rückens (901 m), der ein sehr wichtiges morphologisches Element des Grundgebirges bildet. Sein N—S-Streichen, das NW streichende Bewegungsflächen abschneidet, fällt ganz aus dem Bauplan der übrigen Hochzonen heraus. Auf der Höhe des Rückens tritt in weiter Ausdehnung Perlgneis auf, am W-Hang Granitgneis und am S-Abfall Granit. Er ist kein richtiger Härtlingsrücken, sondern, wie das Streichen parallel zur Rannastörung zeigt, eine tektonisch vorgezeichnete Schwelle, die der Haselgrabenrichtung folgt. Seine Höhenstaffelung spricht deutlich für die Aufwölbung, die auch die Anlage der Rannastörung bedingte. Staffeln sind in 640—901 m vertreten, wobei der Schwerpunkt in 840 m, 770—780 m und 700 m liegt.

5. Der Haugstein (876 m).

Er bildet die größte Aufwölbung des Grundgebirges rechts der Donau zwischen Passau—Aschach. Für die Herauswölbung spricht der stark sauer injizierte Granitgneis und das Auftreten von Flasergranit in 830 m Höhe am SE-Abfall. Daß die Hebung mit Brüchen verbunden war, zeigen im NW-Streichen gestriemte tektonische Flächen, die steil gegen die Donau und die Haugstein—Schefberg-Senke einfallen. Es ist unrichtig, wenn Bsteh (1) hier von bruchloser Aufwölbung spricht. Dagegen zeugt schon der Donaurandbruch. Die Staffelung in 840 m, 760—780 m und 740 m sowie das Fehlen einer größeren Gipfelfläche deuten auf stärkere Heraushebung. Besonders ein Vergleich des benachbarten Donautales mit der weiter aufwärts gegen Passau zu gelegenen Strecke läßt die Aufwölbungszone erkennen: Im Haugsteinbereich hat sich der Strom tief eingeschnitten, das Tal ist eng, die Hänge sind geschlossen und steil, der Plateaurand scharf, tiefe Seitenschluchten münden hängetalartig. Weiter aufwärts werden die Talhänge rasch niedriger, sanfter und stärker aufgelöst, die Talsohle breiter, der Plateaurand verwaschen und kuppig gegliedert. Selbst kleine Seitenbäche münden breit und gleichsohlig mit weit offenen und seichten Kerben. Das gegensätzliche Bild der beiden Talstrecken zeigt, daß beim Haugstein eine starke jüngere Heraushebung erfolgte, die donauaufwärts abklingt. Ein weiterer Hinweis darauf ist die Tatsache, daß hier der rechte Plateaurand um 50 m höher liegt als der linke.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

6. Der Schefberg (782 m).

Auch hier handelt es sich um eine Aufwölbungszone. Eine NW streichende Bewegungsfläche fällt gegen die Haugstein—Schefberg-Senke ab und weist auf deren tektonische Anlage. Am Schefberg tritt Granitgneis, in der Umgebung Granit auf.

Von dieser Hochzone sinkt das Grundgebirge in einigen Staffeln bis unter das tertiäre Vorland ab: 768 m, 730—740 m, 660 bis 700 m, 590—600 m und 400 m.

Neben den geschilderten größeren Hochzonen gibt es auch kleine, lokale Aufwölbungen mit Granitaufbrüchen, wie den Frohnforstberg (589 m) bei Schardenberg u. a.

Zusammenfassung über die Hochzonen.

Sie zeigen alle recht ähnliche Züge. Morphologisch kennzeichnen sie sich durch lang hinstreichende breite Schwellen mit einer Anzahl fast stets NW verlaufender, flacher Rücken, denen meist abgeflachte Kuppen aufgesetzt sind. Nur selten haben sich zwischen den Kuppen größere Plateaureste erhalten. Die Böschungen zu den benachbarten Plateaus sind relativ flach, zu den Senkenzonen steiler. Verschiedene Beobachtungstatsachen sprechen dafür, daß es sich bei diesen Hochzonen um Aufwölbungsgebiete handelt:

Fast überall ist Granit oder Granitgneis an oder nahe dem Scheitel der Aufwölbung erschlossen. Wenn die Granitintrusionen schon dem herzynischen Bau angehören, haben sich diese Gebiete eine gewisse Tendenz zur Heraushebung gewahrt, die im Tertiär wieder auflebte. Petrographisch bedingt sind diese Hochzonen kaum, da neben Graniten auch Perlgneise und andere weniger feste Gesteine auftreten. Die auffällige Anordnung der Schwellen im herzynischen Streichen zeigt deutlich, daß die Reliefanordnung nicht mit der Gesteinsbeschaffenheit erklärt werden kann, sondern an tektonische Leitlinien anknüpft. Dafür spricht auch der Umstand, daß die Häufigkeit der Bewegungsflächen gegen den Rand der Hochgebiete, besonders die Pfahlsenke und den Donaurandbruch, hin zunimmt. Für die Aufwölbung zeugt ferner die zunehmend intensive Zerschneidung des Reliefs mit Annäherung an diese Hochzonen, die im Hochgebiet selbst am stärksten ist.

Daß die Heraushebung phasenhaft erfolgte, ergibt sich aus der vom Gesteinsbestand unabhängigen Staffelung der Schwellen durch Vorberge und Vorhügel. Es handelt sich bei den Vorbergen um selbständige, meist verflachte Kuppen, die vielfach weiter vorspringenden Hangspornen oder seitlich vom Hauptkamm ausstrah-

lenden Rücken aufgesetzt und vom Hauptabfall durch breite Sättel getrennt sind. Besonders deutlich zeigt diese Gliederung der Böhmerwald. In diesen Vorbergen und Vorhügeln liegen Restformen der Erosion und Denudation vor, deren Entstehung mit der phasenhaften Aufwölbung der Gebiete zusammenhängt. Vielfach umgreifen die Kuppenflächen der einzelnen Staffeln die zentralen Hochgebiete ohne sichtbare Beziehung zur heutigen Entwässerung. Im Längs- und Querprofil der Täler läßt sich die phasenhafte Aufwölbung schwer nachweisen, da deutliche Stufen fehlen und Terrassen sehr spärlich sind (S. 357, 359).

Die Aufwölbungsphasen haben immer größere Bereiche ergriffen. Es handelt sich um eine Aufwölbung mit wachsender Phase im Sinne H. Spreitzers (28), die gegen die benachbarten Plateaus ausklingt. Im Zuge dieses Vorganges entstanden die Rumpftreppen.

Dabei kam es besonders in der Nachbarschaft der Pfahl- und Rannastörung und des Donaurandbruches vielfach zu Abbrüchen, wie zahlreiche im Streichen gestriemte, parallel und staffelförmig übereinander im herzynischen Streichen angeordnete Harnischflächen an den Gehängen erkennen lassen. Deshalb sind auch die Höhenlagen und die Zahl der einzelnen Staffeln schwankend. Doch fallen beim Böhmerwald und Zwischenmühlrücken ihre übereinstimmenden Höhenlagen in 680—710 m, 840 m und 900 m auf, wodurch sich ein weiteres Argument für eine Aufwölbung mit wachsender Phase in diesem Gebiet ergibt.

Die einzelnen Hochzonen haben sich der phasenhaften Heraushebung gegenüber je nach der Lage zu den Hauptstörungslinien individuell verhalten. Auch aus diesem Grunde ist die Anzahl der Staffeln bei den einzelnen Schwellen verschieden. Der Aufwölbungsbetrag und das Ausmaß der Zerbrechung waren ebenfalls ungleich. Am intensivsten war die Bruchbewegung im Böhmerwald nahe der Pfahlstörung und am E-Abfall des Haugsteins über dem Donaurandbruch. Dazwischen gibt es Gebiete bruchloser Aufwölbung, wie sie H. Kohl (18) im Linzer Wald beobachtet hat. Ein Beispiel hiefür dürfte der Ameisberg sein. Im allgemeinen aber ist die Tektonik des westlichen Mühlviertels sehr stark durch Brüche gekennzeichnet, worauf schon die zwei großen Störungszonen hinweisen. Da die Aufwölbung in den einzelnen Hochgebieten so differenziert erfolgte, ist eine Parallelisierung der in sehr verschiedenen Höhenlagen befindlichen Staffelflächen nicht ohne weiteres möglich.

Im Jungtertiär ging das Emporsteigen des Grundgebirges von den Alpen aus. Im Sauwald war daher der relative Betrag der

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Aufwölbung am größten. Jenseits der Donau bildete der Ameisberg ein Zentrum stärkerer Heraushebung und der Böhmerwald eine permanente, alte Hochzone, in der aber die jungtertiäre Heraushebung etwas zurücktritt. Hier erfolgte die Hauptaufwölbung schon im Oligozän. Deshalb sind hier die Täler nicht so eng wie im Bereich des Sauwaldes. Das Scharnier zwischen dem im Jungtertiär stärker und schwächer herausgehobenen Abschnitt des Grundgebirges liegt an der Umbiegungsstelle der Mühlflüsse aus der herzynischen in die vorwiegend rheinische Richtung.

III. Die Senken.

Die herzynisch verlaufenden, subsequent an Störungen anknüpfenden Senken gliedern sich in Gr. Mühl- oder Pfahlsenke, Kl. Mühl- und Lichtenbachsenke, Donautal, Senke zwischen Haugstein—Schefberg und Fattinger Furche. Infolge starker Gesteinszertrümerung in ihrem Bereich konnten sie, soweit nicht wie beim Donautal die Schollen beiderseits in jüngster Hebung begriffen waren oder noch sind, leicht erosiv erweitert werden, so daß vielfach breite Mulden entstanden, die mit Ausnahme der Haugstein—Schefberg-Senke meist durchlaufende Gerinne besitzen.

Das Donautal.

Die auf der NE-Seite des Stromes zwischen Engelhartszell—Schlögen besonders steilen, geschlossenen, fast terrassenlosen Talhänge lassen ein Linksdrängen der Donau infolge der Heraushebung der Sauwaldscholle erkennen. Der Talverlauf ist längs des Randbruches völlig gerade.

Von Schlögen an folgt eine gewundene Laufstrecke, die vor allem durch die Schlögener Schlinge gekennzeichnet ist. Die durchschnittlich 250 m hohen, steilen Talhänge sind fast stets geschlossen, vielfach konvex und spärlich terrassiert. Zwischen Schlögen—Untermühl folgt die Donau, obwohl sie den Randbruch verlassen hat, auch weiter immer wieder Bewegungsflächen. Daß hier Störungen vorliegen, zeigt das plötzliche Abschneiden von Gesteinszügen an der Donau.

Die Donautalterrassen.

Die Terrassen unter der 550-m-Fläche, die besonders rechts als deutlich durchlaufende Flächen oder Gehängeknicke erhalten sind, lassen das phasenhafte Einschneiden der Donau erkennen, das mit der ruckweisen Heraushebung der Sauwaldscholle zusammenhängt. Bsteh (1) war bei der Feststellung dieser Formen-

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

elemente zu skeptisch. Die höchste Terrasse ist in die miozäne Rumpf- bzw. Abrasionsfläche hineingeschnitten. Zwischen Engelhartszell—Schlögen lassen sich 6 Terrassengenerationen verfolgen.

1. 240 m über der Donau um 540 m, häufig auf Hangspornen vertreten.

2. 190 m über der Donau um 490 m, hauptsächlich als Plateaurandfläche entwickelt.

3. 140 m über der Donau in 440 m bei Hütt (Vichtenstein), 400 m bei Mitterberg SW Schlögen und 415 m am Haichenbacher Sporn.

4. 30—40 m über der Donau.

5. 10—20 m über der Donau, eine Fels- und nur gelegentlich Sandterrasse.

6. 5 m über der Donau, eine Sand- und nur gelegentlich Felsterrasse.

Da eine von Terrassenflächen geschnittene Sedimentbedeckung besonders in höherem Niveau fehlt, ist das Alter der Terrassen schwer zu bestimmen. Ein wichtiger Anhaltspunkt ist nur die durch Weißerden stratigraphisch datierbare Rumpffläche in 550 m, die sicher frühes Obermiozän ist (Schulz 26). Die Terrasse I, die noch stärkere Grusbedeckung trägt, kann jüngstes Obermiozän sein, 2 und 3 Pliozän, 4 und 5 wohl Quartär und 6 Alluvium.

Parallel zur Donau verlaufen unmittelbar am oberen Plateaurand sehr breite, seichte, trockene Furchen, die durch sanft ansteigende Kuppen oder Schwellen in der Richtung auf den Strom hin abgeschlossen sind.

Beispiele solcher Hochfurchen gibt es links der Ilz, W Rannariedl bei Dorf, SW Hofkirchen, am E-Fuß des Haugsteins, bei Waldkirchen am Wesen und links der Donau zwischen Schlögen—Obermühl. Die Sohle der Mulden liegt in 520—595 m, das Niveau der Schwellen in 534—639 m. Besonders klar sind die Verhältnisse auf dem Plateau zwischen Kirchberg—Oexlau links und auf dem Haibacher Plateau rechts der Donau.

Die Terrassen der Seitentäler.

Hier sind außer dem bei tief eingeschnittenen Tälern meist scharfen Plateaurand niedrigere Terrassen nur spärlich und untypisch erhalten. Sie liegen in folgenden Höhen über der Talsohle: Mit Ausnahme des Rannatales überall 3—5 m, im Gr. Mühltal, an der Ranna und im Aschachdurchbruch 10—15 m, an der Kl. Mühl oberhalb Lembachbrücke, an der unteren Ranna und im Aschachdurchbruch 20—30 m, im letztgenannten Talabschnitt

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

auch 30—40 m, im Kl. Mühltal oberhalb Lembachbrücke 50 m und bei Tannberg 100 m. In der Fattinger Senke liegt zwischen Adler—Zeilerbach eine flache Wasserscheide in 463 m, deren Niveau sich in Ebenheiten gegen SE fortsetzt. Weitere Terrassenreste sind in 500—520 m erhalten.

Die Seitentäler der Donau.

Die Seitentäler zeigen in ihrem Querprofil einen auffälligen Gegensatz zwischen einem oberen muldenförmigen und einem unteren kerbtal- bis schluchtartigen Abschnitt. Besonders klar sind diese Verhältnisse beim Gr. Mühltal ausgeprägt.

Der obere Talabschnitt kennzeichnet sich durch seichte, breite Mulden mit mäßigen Böschungen ohne deutliche Grenze zwischen Sohle und Hang und mit verwaschenem, weichkuppigem Plateaurand, der nur 30—40 m über dem mäanderreichen Fluß liegt. Besonders weit ist die obere Gr. Mühlsenke im Bereich der Pfahlschiefer und Mylonite.

Wo die beiden Mühltäler aus der Pfahl- in die Haselgrabenrichtung abweichen, liegt der Übergang vom Muldental zum Kerbtal, das zum Teil den Hauptstrukturverlauf quert. Mit Annäherung an die Donau wird besonders beim Gr. Mühltal das Querprofil zusehends schluchtartiger. Die Plateauränder werden immer schärfer, die Talhänge höher. Die tiefen Kerben oder Schluchten machen nahe ihrer Einmündung in die Donau den Eindruck junger Erosionseinschnitte in eine aufsteigende Scholle, wofür nachstehende Beobachtungen sprechen:

In den unteren Mühltälern sind die Hangformen konvex. Wenn auch das Gr. Mühltal unterhalb Neufelden schräg bis quer zum herzynischen Streichen von Ganggesteinen angelegt ist und in vorwiegend festes Material einschneidet, folgt es doch immer wieder N oder NE streichenden tektonischen Flächen oder Quetschzonen, müßte also nicht so extrem eng sein. Die Neufeldener Schlinge, die an NE streichende Bewegungsflächen und Mylonitzonen knüpft, ist ein typischer eingesenkter Mäander in eine noch in jüngerer Zeit gehobene Scholle, worauf auch der mächtige Plöckinger Granitaufbruch in der Nähe deutet.

Der geschilderte Gegensatz zwischen Ober- und Unterlauf der Flüsse in bezug auf die Talformung erklärt sich wohl so:

Nach dem Rückzug des miozänen Meeres wurde die Rumpffläche um mindestens 500 m gehoben, da marine Strandablagerungen, Strandterrassen und Kliffe heute in dieser Höhe entgegentreten, wobei das Scharnier dieser Hebung im Bereich der oberen

Mühlflüsse an ihrer Umbiegung aus der Pfahl- in die Haselgrabenrichtung lag und ihr Maximum am Donaurandbruch erreichte. Die Donau mit ihrer großen Wasserführung konnte mit dieser Aufwölbung Schritt halten, doch auch ihr Tal hat steile Hänge und eine schmale Sohle. Die wasserärmeren Nebenflüsse aber blieben mit zunehmender Annäherung an den Strom als tiefe Erosionsbasis mit ihrer Erosionsleistung zurück. So entstanden ihre schluchtartigen, gefällsreichen Täler. Bei kleinen Gerinnen bildeten sich hängetalartige Mündungen, die neben anderen Anzeichen einen Hinweis auf junge Heraushebung beiderseits des Donaurandbruches bieten. Die Flüsse folgten bei ihrer Tiefenerosion bevorzugt den Kluft- und Störungslinien, die das Einschneiden erleichterten. Da Gneise und Schiefer überwiegen, konnte die Erosion an den s-Flächen ansetzen. So ergaben sich keine klammähnlichen Profile, sondern höchstens schluchtartige Kerbtäler.

Recht auffällig wird der Unterschied gegenüber den Tauerntälern, da es nirgends glatte Talhänge gibt. Auch richtige Hängetäler und ausgesprochene Talweg- und Talmündungsstufen fehlen in den größeren Tälern. Es gibt nur Strecken etwas stärkeren Gefälles oder Schnellen ohne deutlich abgesetzte Stufen. An die Stelle der Mündungsstufen treten Mündungsschluchten mit breitem Mündungstrichter. Auch die kleinen Seitentäler auf den Plateaus haben solche Mündungsformen. Da die Flußerosion durch keine Vergletscherung behindert war und meist an tektonische Linien anknüpfte, konnten Talweg- und Mündungsstufen besonders bei größeren Tälern leichter aufwärtswandern und dabei zerstört werden, als dies in den Alpentälern der Fall ist.

Charakteristisch für die längeren Täler ist das Verschneiden vorspringender Hangsporne, die im Gegensatz zu glazial geprägten Querprofilen nie abgestutzt sind. An den Seitentalmündungen zur Donau bildeten sich durch Mündungsverschleppung vor allem an der rechten Seite mehrfach Mündungssporne wie an der Ranna.

Es ist eine gewisse Asymmetrie der Hydrographie insoferne zu beobachten, als die linken Seitenflüsse der Donau zwischen Passau—Aschach sehr lange und vielfach wasserreich sind, während von rechts mit Ausnahme des Inns nur kurze Gerinne kommen. Dies erklärt sich aus der starken Heraushebung der Sauwaldscholle.

Das Aschachtal nimmt unter den Seitentälern der Donau eine besondere Stellung ein, da es eine ausgesprochene Durchbruchsstrecke aufweist, die in scharfem Knick aus der NE- in die SE-Richtung abschwenkt. Beide Talabschnitte verlaufen parallel zu

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Hauptbaulinien des Grundgebirges, die durch Kluft- und Bewegungsflächen oder Mylonitzonen gekennzeichnet sind.

Verschiedene Kriterien, wie das Ansteigen der Plateaufläche in der Richtung Aschach abwärts, die Diskrepanz zwischen NE-Fallen der Gesteine und SE bis SW gerichtetem orographischem Fallen deuten an, daß die vom Fluß unter Kniebildung umflossene Mayrhofbergscholle eine stärkere Heraushebung erfahren hat. Auf diese Verhältnisse wies zum Teil schon H. Kinzl (15) hin.

Aus den stratigraphischen Befunden beim Kollerbichl am oberen Durchbruchsende ist es möglich, das ungefähre Alter der Heraushebung zu ermitteln. Der Massivrand war hier von oligozänen Linzer Sanden und oberpliozänen Pollhammer Schottern verhüllt. Aus dieser Decke wurden Granitaufbrüche wie der Kollerbichl später herausgeschält, und zwar zu einer Zeit, wo keine Vergrusung mehr erfolgte. Deshalb ist der Granit hier nicht zersetzt, fehlen Blockbildung und schalige Absonderung. Die Sedimentdecke hat das Gestein vor Vergrusung beschützt. Das Durchbruchstal wurde auf der pliozänen Schotterdecke angelegt und die Scholle dann herausgehoben. Da die Pollhammer Schotter dem oberen Pliozän angehören, sind die Bewegungen hier sehr jung. Sie müssen noch im Oberpliozän und selbst im Quartär ein bedeutendes Ausmaß erreicht haben. Recht junge Bewegungen hat hier schon H. Kinzl (15) angenommen.

Es fällt auf, daß in allen Tälern des Grundgebirges erosiv geglättete Felsabfälle selten sind. Nur gelegentlich wird von den Flüssen unmittelbar Anstehendes angeschnitten, zum Beispiel beim Rannastauwerk. Auch Erosionskolke sind in allen Höhenlagen spärlich. Das meist sehr zerrüttete Gestein an oder nahe dem Donaurandbruch eignet sich offenbar nicht zur Bewahrung von Erosionsformen. Zwischen Obermühl—Gerl finden sich einzelne Kolke links der Donau in Granitgneis. Mehrere gute Beispiele gibt es am Weg von Obermühl nach Niederkappel in 15, 60 und 200 m über dem Strom. Diese Formen haben sich in festem Porphyrgneis mit Amphiboliteinschlüssen erhalten.

Talgeschichte.

Es ist zum Abschluß möglich, gewisse talgeschichtliche Aussagen zu machen, doch liegen sehr schwierige Verhältnisse vor.

Im allgemeinen ist für die Deutung der hydrographischen Entwicklung des westlichen Mühlviertels wichtig, daß die Vergrusung im Sohlenniveau der großen, tiefeingeschnittenen Täler fehlt. Daraus ist zu erschließen, daß deren tiefe Einsenkung ins

Grundgebirge erst nach der Vergrusung erfolgte, wohl vor allem seit dem Obermiozän, da pliozäne Flußschotter auf dem Grus liegen.

Für die Anlage des Donautales zwischen Engelhartszell—Schlögen, das sich strikt an den Donaurandbruch hält und so auffällig geradlinig verläuft, ist Epigenese kaum nachzuweisen. Es handelt sich hier hauptsächlich um eine tektonisch vorgezeichnete, einer Zerrüttungszone folgende subsequente Talstrecke. Die pliozänen Quarzschotter von Esternberg—Kritzing und die wahrscheinlich miozänen Sande bei Stadl—Wenzelberg, die nur ganz lokal auftreten, reichen, soweit Beobachtungen vorliegen, höchstens in Spuren über die Donau ins Gebiet westlich der Kl. Mühl. Auch die außerordentliche Verbreitung der Vergrusung und kugelschaligen Verwitterung kristalliner Gesteine in diesem ganzen Bereich spricht gegen eine mächtigere miozäne und pliozäne Überdeckung des Plateaus vor allem links der Donau. Der Befund auf dem Kollerbichl läßt nämlich erkennen, daß eine mächtige Sedimentdecke das Gestein vor der nach dem Rückzug des Meeres im Mittelmiozän einsetzenden Vergrusung schützen konnte. Es mag beim Sauwald schon durch lange Zeit eine relative Hochzone vorgelegen haben, in der die Verschüttung nicht allzu große Beträge erreichen konnte.

Der Talabschnitt Passau—Schlögen ist auch antezedent zu lang andauernder Hebung eingeschnitten, die im Haugsteingebiet ihr Maximum erreichte. Sie setzte mit dem Rückzug des Meeres im Mittelmiozän ein und dauerte, wie stratigraphische Befunde am Kollerbichl zeigen, am Mayrhofberg bis mindestens ins Jungpliozän an. Dasselbe gilt für das ganze Sauwaldgebiet. Für sehr junge Hebung in diesem Bereich hat sich auch Bsteh (1) ausgesprochen. Es sei in diesem Zusammenhang noch einmal auf die wahrscheinlich tektonisch mitbedingte Blockstrombildung hingewiesen. Die starke und lang andauernde Aufwölbung hat jedenfalls die bedeutende Eintiefung des Donautales, der Seitentäler und Gräben mitbedingt.

Die morphologische Gestaltung des Abschnittes Engelhartszell—Schlögen mit etwas breiterem Querschnitt und zum Teil stärkerer Hangauflösung läßt aber erkennen, daß dieses Talstück ein wenig älter ist als das zwischen Schlögen—Aschach. Die Strecke Engelhartszell—Passau verrät durch ihre Formung noch höheres Alter. Pia (22) hat den Durchbruch hier schon ins Miozän verlegt.

Einige Kriterien sprechen dafür, daß die Donau früher auch unterhalb Schlögen weiter dem Randbruch folgte und über die Fattinger Senke ging. Die obere Lichte dieser Furche, wie sie sich

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

aus Terrassenresten in 500 m ergibt, ist wesentlich größer als die des Donautales unterhalb Schlögen. Die heutigen zwei kleinen Bäche können sie nicht geschaffen haben. Es mag sich hier um ein Stück eines prämiozän angelegten Tales handeln, das schon von einem Vorläufer der Donau an der großen Mylonitzone des Randbruches im herzynischen Streichen in unmittelbarer Fortsetzung des Talzuges zwischen Engelhartszell—Schlögen, begünstigt durch das Auftreten von Phylloniten, subsequent angelegt wurde. Es ist aber wahrscheinlich, daß auch noch die Donau selbst für einige Zeit das Tal benützte, bevor sie ihren heutigen Weg nahm. Dafür sprechen Reste der Terrasse 1 und 2, die sich über die Furche fortsetzen, im Donautal unterhalb Schlögen aber fehlen. Hier sind erst Spuren der Terrasse 3 vorhanden, woraus sich ergibt, daß die Ablenkung im mittleren bis oberen Pliozän erfolgte. Sie wurde durch Bewegungen im Bereich der Fattinger Senke ausgelöst. Die stärkere Heraushebung des Plateaus von St. Agatha SW der Furche drängte die Donau gegen NE in die Richtung der weniger gehobenen Haibacher Scholle, wodurch ihr altes Tal außer Funktion geriet. Es gibt Hinweise auf diese Bewegung: Die beiderseitigen Böschungen der Senke sind durch tiefe, junge Einschnitte gut reliefiert. Das Plateau von St. Agatha liegt um 100 m höher als das von Haibach. NE fallende, saiger gestriemte Harnischflächen zeigen, daß die Bewegungen mit Brüchen verbunden waren.

Die Ablenkung der Donau konnte um so leichter erfolgen, da fluviatile pliozäne Schotter beiderseits der Fattinger Senke und des heutigen Stromes auf dem Plateau von Haibach, Oed in Bergen, Kirchberg und Plöcking in zum Teil bedeutender Mächtigkeit verbreitet waren. Sie haben wohl den ganzen Raum zwischen Schlögen—Aschach mehr oder minder verhüllt und damit die Voraussetzung für Epigenese geboten. Die große Schlögener Schlinge deutet an, daß die Donau auf solchen Aufschüttungen mäandrierte und dabei ihren heutigen Lauf anlegte. Durch weiter andauernde Hebung wurden die Mäander eingesenkt, wobei der Strom ins Grundgebirge einschnitt und sich dabei in zunehmendem Maße an die Gesteinsverhältnisse und tektonischen Strukturen anpaßte.

Dieselbe Bewegung, welche die Donau aus der Fattinger Senke ablenkte, hat wohl auch die Aschach parallel zur Hebungsachse des Mayrhofberges in die SE gerichtete Durchbruchsstrecke abgedrängt, wobei NW streichende Strukturflächen des Gesteins die Erosion erleichterten. Früher floß sie in NE-Richtung weiter zur Donau. Für diese bereits von H. Kinzl (15) ausgesprochene

Vermutung ergab sich nunmehr ein wichtiger Hinweis: Beim Sattel 460 NW der Ruine Stauf liegt in der Fortsetzung des NE-Abschnittes der Durchbruchsstrecke ein Taltorso, auf dem Quarzgerölle gefunden wurden. Es handelt sich um eine flache, schmale, sattelartige Senke, deren Gehänge nach beiden Seiten auf 490 m ansteigen. Die Quarzgerölle deuten an, daß die Aschach einmal über diese Senke zur Donau floß, die damals wahrscheinlich noch den Weg über die Fattinger Furche nahm. Durch die Heraushebung am Donaurandbruch geriet der Hochtaltorso außer Funktion.

Der SE-Teil des Aschachdurchbruches ist also jünger, wofür schon morphologische Kriterien sprechen. Hier herrschen geschlossene, steile Talhänge, scharfe Plateauränder und ein engerer Talquerschnitt. Die ältere NE-Strecke kennzeichnet sich durch einen stark zerlappten Plateaurand, breiteres Querprofil und flache, reichgegliederte Hänge, besonders oberhalb der Kropfmühle. Der ganze Aschachdurchbruch ist, wie die Verschüttungsreste am Kollerbichl zeigen, epigenetisch. Aber auch Antezedenz zu jüngeren Bewegungen spielte eine Rolle.

Im Abschnitt Obermühl—Oexlau und Untermühl—Aschach benützt die Donau wahrscheinlich Teile des ehemaligen Kl. und Gr. Mühltales (Wassner 35). Diese Strecken liegen auffällig in der unmittelbaren Fortsetzung der zwei Täler und verlaufen wie diese parallel zu N gerichteten tektonischen Strukturen. Die genannten Strecken waren der Donau etwas zu schmal und konnten infolge der relativen Jugendlichkeit ihrer Anlage noch nicht genügend verbreitert werden.

Der ganze Talabschnitt Schlögen—Aschach ist teils epigenetisch, teils subsequent in Anknüpfung an tektonische Strukturen, dann auch antezedent zu jüngerer Hebung ausgebildet. Das sehr spärliche Auftreten von Terrassen auf dieser Strecke spricht für gleichmäßige Eintiefung.

Die Deutung der S. 357 beschriebenen Hochfurchen am oberen Plateaurand beiderseits der Donau ist etwas schwierig. Der Anstieg ihrer Böschungen gegen den Donautalrand könnte für eine Aufwölbung im Bereiche des Donautales und einen damit verbundenen Zerrungsbruch wenigstens im Gebiet des Donaurandbruches sprechen. Da aber diese Furchen auch unterhalb Schlögen, also außerhalb dieses Bruches und stets in sehr großer Höhe auftreten, ist es wohl wahrscheinlicher, daß es sich um Talstücke handelt, die noch auf die Uranlage oder einzelne Vorläufer der Donau zurückgehen. Es wären mithin Reste einer vormiozänen,

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

völlig außer Funktion gesetzten Entwässerung. Die Breite und Flachheit dieser Mulden würde zu dieser Annahme stimmen.

Vorstehende Ausführungen lassen erkennen, daß die Geschichte des Donautales sehr kompliziert ist. Ältere Talstücke verschiedener Flüsse wurden im Laufe der Entwicklung zu einem einheitlichen Talzug zusammengefaßt.

Literaturverzeichnis.

1. Bsteh, F., Die Morphologie des Donaugebietes zwischen Passau und Aschach. Diss. Geogr. Inst. Univ. Wien, 1933.
2. Closs, H., Balk, R., Cloos, E. u. Scholtz, H., Die Plutone des Passauer Waldes. Monogr. z. Geol. u. Pal., Ser. II, H. 3, Berlin 1927.
3. Götzinger, G., Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. Pencks Geogr. Abhdlg., 9. Bd., 1907.
4. Götzinger, G., Neueste Erfahrungen über den oberösterreichischen Schlier, unter besonderer Berücksichtigung der beiden 1200-m-Tiefbohrungen bei Braunau am Inn. Montanistische Rundschau, Wien 1925.
5. — Bericht über außerplanmäßige Aufnahmen auf dem Blatt Schärding 4651. Vhdlg. Geol. B. A. Wien, 1936.
6. Graber, H. V., Geomorphologische Studien aus dem oberösterreichischen Mühlviertel. Pet. Mitt. Bd. 48, 1902.
7. — Geographisch Geologisches aus dem oberösterreichischen Donautal. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 1903.
8. — Der herzynische Donaubruch. I. Bericht. Verhdlg. Geol. B. A. Wien, 1927.
9. — Beiträge zur Talbildung im oberösterreichischen Grundgebirge. Vhdlg. Geol. B. A. Wien, 1929.
10. Grill, R., Das Oligozänbecken von Gallneukirchen bei Linz a. d. D. und seine Nachbargebiete. Mitt. Geol. Ges. Wien, 1935, Bd. 28.
11. Grill, R., Waldmann, L., Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich. Jb. Geol. B. A., Festband, Wien 1950.
12. Gruber, F. H., Beiträge zur Geomorphologie Oberösterreichs. Mitt. f. Erdkde. Linz, 1935.
13. — Das Grundgebirge in Oberösterreich. Mitt. f. Erdkde. Linz, 1933/34.
14. Hinterlechner, K., Über Schollenbewegungen am südöstlichen Rand des Böhmischen Massivs. Vhdlg. Geol. B. A. Wien, 1914.
15. Kinzl, H., Durchbruchstäler am Südrand der Böhmischen Masse. Veröff. d. Inst. f. ostbayr. Heimatforschg., Passau 1926.
16. — Über die Verbreitung der Quarzitkonglomerate im westlichen Oberösterreich und angrenzenden Bayern. Jb. Geol. B. A. Wien, 1927.
17. — Flußgeschichtliche und geomorphologische Untersuchungen über die Feldaistsenke im oberösterreichischen Mühlviertel und die angrenzenden Teile Südböhmens. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. Heidelberg, math.-nat. Kl., Jg. 1930, 4. Abhdlg.
18. Kohl, H., Der Linzer Wald. Eine morphologische Studie. Jb. d. Oberösterr. Musealver. 98. Bd., Linz 1953.
19. Kölbl, L., Der Südrand der Böhmischen Masse. Geol. Rdsch. 18. Bd., H. 5, 1927.
20. Moscheles, J., Das Alter der Rumpfflächen im Böhmischen Massiv. Geol. Rdsch. 14. Jg., H. 3, 1923.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

21. Nowack, E., Studien am Südrand der Böhmischen Masse. Vhdlg. Geol. B. A. Wien 1921.
22. Pia, J., Zur geologischen Geschichte des Donautales. Wissensch. Donauführer, Wien 1939.
23. Popp, K. A., Morphologische Studien im Donautal zwischen Enns- und Melkmündung. Geogr. Jahresber. aus Österr., Wien 1935.
24. Puffer, L., Der Böhmerwald und sein Verhältnis zur innerböhmischen Rumpffläche. Geogr. Jahresber. aus Österreich, Wien 1910.
25. Schott, C., Die Blockmeere des deutschen Mittelgebirges. Forschg. z. Dt. Ld. u. Volkskde. 29., Stuttgart 1933.
26. Schulz, H., Morphologie und randliche Bedeckung des Bayrischen Waldes in ihren Beziehungen zum Vorland. Neues Jb. f. Min., LIV., Beil. Bd. Abt. B., Stuttgart 1926.
27. Sokol, R., Die morphogenetische Entwicklung des Böhmerwaldes. Pet. Mitt. 1916.
28. Spreitzer, H., Die Piedmonttreppen in der regionalen Geomorphologie. Erdkde. Bd. V, Bonn 1951.
29. Stadler, J., Geologie der Umgebung von Passau. Geogn. Jahresh. 38. Jg., München 1925.
30. Staff, H., Entwicklung des Flußsystems und des Landschaftsbildes im Böhmerwald. Ztrbl. f. Min., 1910.
31. Suess, F. E., Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Berlin 1926.
32. Waldmann, L., Bericht über die geologischen Aufnahmen im Raume des Blattes Horn 4555. Vhdlg.. Geol. B. A. Wien 1938.
33. — Über weitere Begehungen im Raum der Kartenblätter Zwettl—Weitra, Ottenschlag und Ybbs. Vhdlg. Geol. B. A. Wien 1938.
34. Waldmann, L., Hermann Veit Graber. Vhdlg. Zwst. Wien d. Reichsstelle f. Bodforschg. Wien 1939.
35. Wassner, L., Das Donautal Pleinting—Passau—Aschach. Eine geologische Skizze Progr. des Kgl. Gymnas. Passau, 1899/1900.
36. Zötl, J., Großformung und Talgeschichte im Gebiete der Waldaist. Jb. d. Oberösterr. Musealver. 96. Bd., Linz 1951.

Kartenmaterial.

Österreichische Originalaufnahme 1 : 25.000: Bl. 4452/3; 4551/3, 4; 4552/1, 3; 4651/1, 2, 4; 4652/1, 3.

Provisorische Ausgabe der Österreichischen Karte 1 : 50 000: Bl. 12 Passau; Bl. 13 Engelhartszell; Bl. 14 Rohrbach; Bl. 29 Schärding; Bl. 30 Neumarkt; Bl. 31 Eferding.

Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Bl. Linz—Eferding v. J. Schadler, Geol. B. A. Wien 1952. Topographische Spezialkarte 1 : 75.000, Bl. 4652.

Die der Abhandlung zugrundeliegenden Geländebegehungen wurden im Herbst 1953 durch 7 Wochen und im Herbst 1954 durch 6 Wochen vorgenommen. Verf. spricht der Akademie der Wissenschaften Wien, besonders den Herren Professoren Dr. H. Spreitzer, Wien, und Dr. H. Kinzl, Innsbruck, für die gütige Förderung der Untersuchungen den aufrichtigen und verbindlichen Dank aus. Auch Herrn Prof. Dr. A. Kieslinger von der Technischen Hochschule Wien sei für die Bestimmungen von Steinbruchsproben an dieser Stelle bestens gedankt.